

МАКЕДОНСКО ГЕОЛОШКО ДРУШТВО

ВТОР КОНГРЕС  
на  
Геолозите на Република Македонија

**ЗБОРНИК НА ТРУДОВИ**



*Уредници:*  
Јовановски, М. & Боев, Б

*Крушево, 2012*

*Посебно издание на  
Geologica Macedonica, № 3*

**МАКЕДОНСКО ГЕОЛОШКО ДРУШТВО**

ВТОР КОНГРЕС  
на  
Геолозите на Република Македонија

# ***ЗБОРНИК НА ТРУДОВИ***

*Уредници:*  
Јовановски, М. & Боев, Б.

Крушево, 2012

**Издавач:** Македонско геолошко друштво

**Главни и одговорни уредници:** Проф. д-р Милорад Јовановски и  
Проф. д-р Блажо Боев

**Уреднички одбор:** Проф. д-р Блажо Боев (Р.Македонија), Проф. д-р Тодор Серафимовски (Р.Македонија), Проф. д-р Милорад Јовановски (Р.Македонија), Проф. д-р Никола Думурџанов (Р.Македонија), Доц. д-р Горан Тасев (Р.Македонија), м-р Игор Пешевски (Р.Македонија), prof. Ivan Zagorchev PhD (Bulgaria), prof. Tadej Dolenec PhD (Slovenia), prof. Vladmir Bermanec PhD (Croatia), prof. Alexander Volkov PhD (Russia), prof. Veselin Dragišić PhD (Serbia).

**Технички уредник:** м-р Игор Пешевски

**Лектура:** Благоја Богатиноски

**Печатање:** Печатница "2-ри Август С"-Штип

**Тираж:** 300 примероци

***Организационен одбор на Вториот Конгрес на Геолозиите на Република Македонија***

***Претседател:*** Проф. д-р Милорад Јовановски  
***Секретар:*** м-р Златко Илијовски

***Технички секретар:*** м-р Игор Пешевски

***Членови:*** Проф. д-р Блажо Боев  
Проф. д-р Тодор Серафимовски  
Проф. д-р Соња Лепиткова  
Проф. д-р Борче Андреевски  
Проф. д-р Тодор Делипетров  
Проф. д-р Марин Александров  
Проф. д-р Орце Спасовски  
Проф. д-р Војо Мирчовски  
Проф. д-р Гоше Петров  
Доц. д-р Горан Тасев  
м-р Коста Јованов  
м-р Игор Пешевски  
Флорент Чиче  
Ванчо Ангелов  
Кирил Филев

***Финансиска поддршка:***

ДПТУ "Бучим" ДООЕЛ-Радовиш  
Кожувчанка ДОО -Кавадарци  
Македонска Авторска Агенција ДОО-Скопје  
Авто-искра ДООЕЛ-Скопје  
Хидроинженеринг ДООЕЛ-Битола  
Градежен Институт Македонија-Скопје  
Градежен факултет-Скопје  
Рудници за олово и цинк "Саса", М. Каменица  
Геохидроинженеринг-Скопје  
Геохидроинженеринг-консалтинг ДООЕЛ-Тетово  
Геинг-Скопје

# ИНВЕРЗНА ЕКСТРАПОЛАЦИЈА НА БРАНОВО ПОЛЕ – МИГРАЦИЈА

Сања Постолова<sup>1</sup>, Благица Донева<sup>1</sup>, Марјан Делипетров<sup>1</sup>, Тодор Делипетров<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Универзитет „Гоце Делчев“, Факултет за природни и технички науки, Гоце Делчев 89, Штип  
sanja\_postolova@yahoo.com

## Апстракт

Во трудот се прикажани физичките методи на анализа на сеизмичкиот бран со посебен обсерв на методата на миграција на сеизмичкиот бран. Прикажана е дифракционата метода, методата на конечни разлики, миграција со примена на Кирхоф-овиот интеграл и дадена е методата за миграција по длабочина. Прикажани се 2D и 3D методи на миграција.

**Клучни зборови:** сеизмички бран, миграција, анализа, геофизички модел, 3D

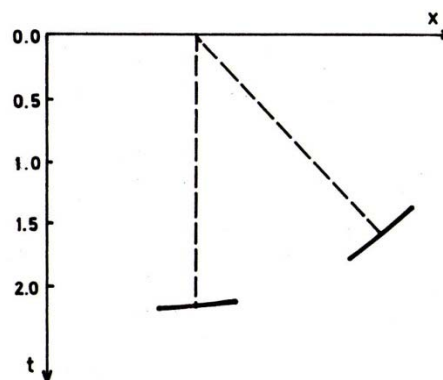
## ВОВЕД

При анализа на сеизмичките бранови денес се користат високо софистицирани софтверски пакети за обработка на податоците од сеизмичките истражувања. Во принцип изворите на сеизмичките бранови и геофоните при сеизмичките истражувања се поставуваат на површината на Земјата и добиените податоци од ширењето на сеизмичките бранови во прва фаза дава можност да се формираат геофизички модели, како на пример модел на брзина или модели на дифракциони слики на истражуваниот простор. Вака добиените физички модели служат за интерпретација на геолошките структури се со цел изработка на реален модел на истражуваниот простор. Презентираните модели во трудот претставуваат начин на современа обработка на сеизмичките податоци.

Инверзна екстраполација на браново поле – Миграција

Се претпоставува дека на сеизмичката секција пристигнуваат рефлектирани бранови во положба како сеизмичката енергија да се простира долж вертикалните падови. Ова е точно само во случај кога границите од кои се рефлектира бранот се хоризонтални. Кога границите имаат пад, најкраткото регистрирано време ќе имаат бранови кои се одбиваат нормално од граничната средина, а се наоѓаат на сеизмичката секција вертикално под изворот на бранот. За да се регистрира положбата на рефлектираниот бран на сеизмичката секција со соодветните реални сегменти на

границите од кои се одбиени потребно е да се примени постапката за миграција на регистрираните бранови слики (слика 1).



Слика 1. Вертикална и мигрирана положба на рефлектираниот сегмент

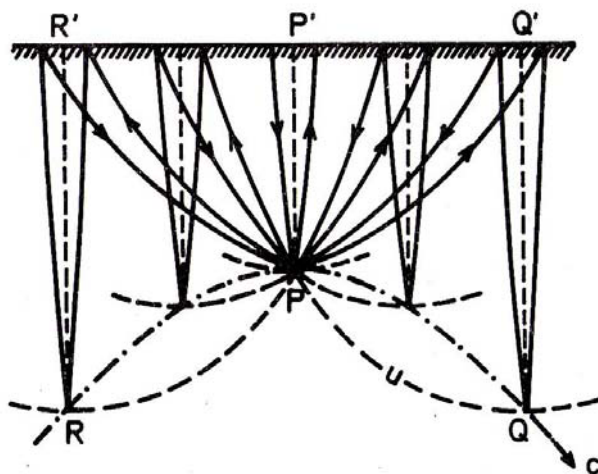
Положбата на рефлектирачкиот сегмент се одредува со користење на нормално време за сеизмички зракови регистрирани преку приемникот кои се наоѓаат покрај изворот на бранот. Правиот агол на рефлектираниот елемент на профилот е еднаков на изразот:

$$\sin \theta = \frac{\Delta t V}{\Delta x} \quad (1)$$

Граничната површина може да се смета како бранов фронт од кој брановите се растураат независно еден од друг. Ако е на границата со падот тогаш некаде надвор од вертикалната рамнина во која се наоѓа изворот на бранот, брановиот фронт ќе формира тангенцијална рефлектирана граница. Рефлектираните елементи ќе бидат вертикално под точката

на палење и ќе ја сечат соодветната изохрона под одреден агол. Ако овие рефлектирани елементи се следат како точки на дифракција тогаш на дифракционата крива би одговарал

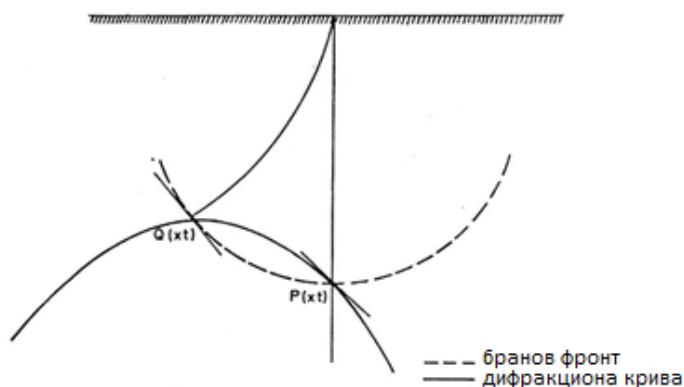
нејзиниот максимум кој би се наоѓал право под место на одбиениот бран. (слика 2)



Слика 2. Одзив на точкастиот рефлектор на сеизмичката секција

Ако дијаграмот со дифракционата крива и дијаграмот на бранови фронтови се преклопат и поместат еден наспроти друг рефлектираните елементи ќе тангираат во одредена положба на дифракционата крива. Ако овој добиен сегмент се помести долж

брановиот фронт до пресеците со вертикалната оска на дифракционите криви, ставајќи ги во тангентна положба спрема брановиот фронт, ќе се доведе во својата првобитна положба. (слика 3)



Слика 3. Миграција, Кирхофа метода

### Современи методи за миграција

За анализа на сеизмичките податоци денес се применуваат следните методи за миграција:

1. Собирање долж дифракционата крива во подрачјето простор-време (Дифракциона метода)
2. Миграција на брановата равенка.

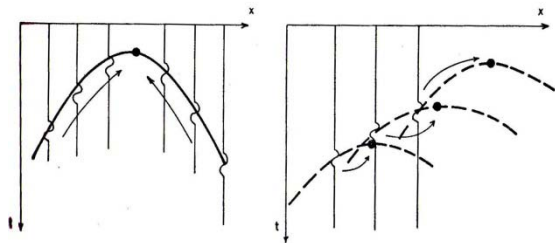
### Дифракциона метода

Правата положба на дифракционата точка на временскиот пресек е во максимумот на дифракционата крива. Миграцијата при користење на оваа метода се состои во

поместување на надојдениот бран долж дифракционата крива до неговиот максимум. Секоја точка на површината рефлектира точка што одговара на сеизмичката секција која претставува максимум на нејзината дифракциона хипербола. Таа точка ја претставува и правата положба на точката од која е одбиен бранот. При автоматска обработка на сеизмичката секција се следи слика на регистрирани бранови на површината каде амплитудните примероци и по  $x$ -оската и по  $t$ -оската, така што секој



амплитуден примерок има своја просторна и временска координата. Во овој случај миграцијата може да се претстави како нелинеарна координатна трансформација која го поместува амплитудниот примерок во нова положба. (слика 4)



Слика 4. Миграција со помош на дифракциона метода

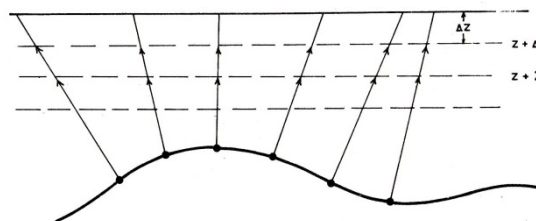
Положбата на секој примерок се разместува со амплитудната вредност долж хиперболичната крива која е одраз на разликата во времето на надојдениот рефлектиран бран помеѓу точките на изворот на бранот и симетрично поставениот приемник на избрана оддалеченост од изворот. Затоа се врши собирање на амплитудните вредности на еднаква оддалеченост на овие хиперболични траектории. Поради ефикасност се врши апроксимација на дифракционата крива со кривата на закривеност на брановиот фронт, која дава задоволувачки резултати. Постапката се продолжува се додека не се исцрпат сите извори. Ефикасноста на оваа метода зависи од точноста на користените брзини и од отворот на дифракционата хипербола долж која се врши збивање на вредноста од примерокот.

#### Метода на конечни разлики

Суштината на оваа метода е да се продолжи полето надолу содржано во решението на брановата равенка која овозможува, доколку се знае вредноста на брановото поле  $P(x, 0, t)$ , да може да се одреди непознатото браново поле  $P(x, z, t)$  на одредено ниво во длабочина за  $\Delta z$  во однос на земјината површина на која е познато брановото поле. Ова е еквивалентно спуштање на приемникот спрема границите на рефлектирање, така што точките од кои се рефлектираат брановите претставуваат и извор на зраци кои се одбиваат нормално спрема приемниците. Кога се одреди вредноста на полето се поклопува со изворот добиен од мигрираната положба на точките од кои е рефлектиран

бранот и регистриран на земјината површина. (слика 5)

Може да се смета дека секоја траса настанува со регистрирање на нормално одбиениот бран од низа рефлектирања, при нула растојание помеѓу точката на изворот и приемниот бран.



Слика 5. Принцип на продолжување на полето надолу

#### Миграција со примена на Кирхоф-овиот интеграл

Миграцијата базирана на Кирхоф-овата теорема за точкаст извор на бранот вели:

Ако се познати вредностите на брановото поле на затворена површина долж нормалата и изводите по времето може да се пресмета брановото поле во која и да било точка внатре во оваа површина. Методата е применлива за миграција на податоци во дводимензионални и тридимензионални испитувања.

Ако се во прашање дводимензионални испитувања се усвојува регистрираните податоци да не варираат нормално на сеизмичкиот профил.

Миграцијата се врши преку алгоритам кој се изведува при решавање на нехомогени бранови равенки

$$\Delta^2 P - \frac{1}{c} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = -4\pi q(rt) \quad (2)$$

Решението се однесува на произволна зафатнина која е дадена со интегралот преку површината и волуменскиот интеграл кој го опфаќа изворот и почетната вредност. Решението се добива со примена на Green-овата теорема.

Ефектот на далечни делови од хемисферата се занемарува и се сведува на граничните услови на интегралот долж

површина  $S_0$  и соодветната Green-ова функција  $G$ . При што се добива следната равенка:

$$P(r, t) = \frac{1}{4\pi} \int_{dt_0} \int_{dS_0} \left[ G \frac{\partial}{\partial n} P(r_0 t_0) - P(r_0 t_0) \frac{\partial}{\partial n} G \right] \quad (3)$$

каде  $r$  е оддалеченост од координатниот почеток од точката на посматрање, а  $r_0$  е растојанието на изворот од истата точка (слика 6).

$$P(x, y, z, t) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial z} \iint dx dy \frac{P(x, y, 0, t - \frac{R}{c})}{R} \quad (4)$$

Оваа равенка претставува 3D бранова равенка и дава екстраполирани вредности на брановото поле на некое ниво  $z$  со површинска интеграција на ниво  $P(x, y, z = 0)$  кое одговара на земјината површина. Оваа релација го дава Кирхоф-иот начин на продолжување на брановото поле надолу.

Решението на 3D брановата равенка може да се даде симболично како тродимензионална конволуција

$$P(x, y, z, t) = P'(x, y, z_0, t) * \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial z_0} \left[ \frac{\partial(t \pm \frac{r}{c})}{r} \right] \quad (5)$$

каде  $r^2 = \Delta z^2 + z^2 + y^2$  која поминува во следење на браново поле од една  $z$  рамнина на друга.

$$P(x, y, 0, t) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial z} \iint dx dy \frac{P(x, y, 0, t - \frac{R}{c})}{R} \quad (6)$$

Тргнувајќи од дадениот израз може да се изведе и израз за 2D миграција. Оваа метода е погодна кога слоевите имаат поголеми падови. Тешкотии се јавуваат кога постои промена на брзината и кога се изразени различните бранови пречки. Методата е релативно скапа.

#### Миграција по длабочина

Ако брзината на простирање на бранот во површинскиот слој латерално варира, тогаш ниту еден од споменатите методи на временска миграција- Кирхоф-овата метода на собирање, методата на конечни разлики, нема да обезбедат поставување на гранична линија во права положба. За нехомогените средини дифракционата крива која одговара на точките од кои се простираат брановите повеќе не е хипербола и нејзиниот максимум е поместен странично во однос на точките на дифракција.

Треба да се нагласи дека постои суштинска разлика на длабински секции настанати од временско мигрирање на секциите каде се работи за конвенционална конверзија на

времето и длабочината во однос на интегрираната секција по длабина која се формира директно не влегувајќи во фаза на временска миграција. При изведување на постапка на миграција се тргнува од скаларната диференцијална равенка во две димензии во која се зема брзината како координатна функција.

Методата на длабинска миграција која произлегува од конверзија на дел од временската миграција се нарекува миграција по длабина следена со зрак додека директната миграција по длабина се нарекува метода на миграција заснована на следените бранови. Методата на бранова длабинска миграција бара одредување на интервалот на брзината како функција во длабина и во хоризонтална положба. Миграцијата по длабина дава информации за квалитетнаоцена на структурниот однос. Релативната неосетливост за примена на постапката на непотполно точно моделирани брзини овозможува да се добие адекватно решение и после само едно повторување.

#### Некои специфични тродимензионални миграции

##### Одредување на брзина

Тродимензионалната миграција во суштина се заснова на примена на концептот од дводимензионалната миграција.

Оценувањето на брзината е од голема важност за успешно изведување на стекирањето и миграцијата. Брзините кои се користат за овие две работи се различни.

Ако одредувањето на брзината од добиените траси при 2D е од едноставните сеизмички испитувања, кај тродимензионалните испитувања, површината од која се рефлектира бранот може да има произволни падови и правци обезбедувајќи ја нормалната разлика на времето не само на контролираниот интервал на брзината и падот, туку и релативна анализа на правецот на линијата која го спојува изворот и приемникот во однос на правецот на обезбедената површинска граница. За да се даде точна оцена на стекираната брзина како резидуална и статичка корелација од основна важност е распоредот на изворот

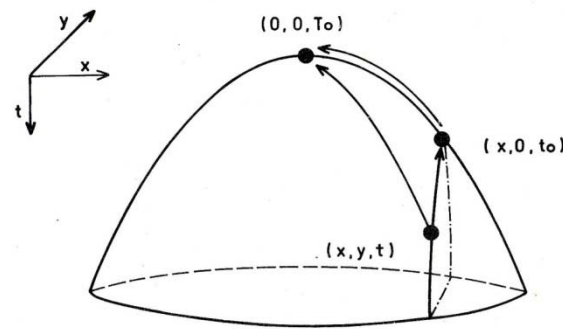


и приемникот. Показано е дека за рамен рефлектор со пад, при положба на приемникот и изворот, долж права линија и при користење на метода на заеднички точки добиена е крива на време- растојание на хипербола. Оценувањето на брзината во овој случај се врши како и при дводимензионалниот модел. Најнеповолен е случајот кога секоја траса во рамки на CDP модел добиена при различен правец на азимутната линија извор-приемник. Во овој случај неприфатливи се претпоставките за хиперболичната измена на кривата време-растојание и мора да се спроведат тестови за секое време на рефлектирање за да се најде најдобрата брзина и најдобриот правец на рефлекторот.

Брзината која се користи при процесот на миграција не зависи од падот на површинскиот рефлектор, што не е случај кога брзината е добиена со собирање на трасите.

### Процес на миграција

Потповршинските геолошки структури се тродимензионални, а и сеизмичките бранови се простираат исто во три димензии, поедини профили може генерално да содржат енергија која е одбиена надвор од вертикалната рамнина. За да се направи точен вертикален пресек помеѓу акустичните импеданси во рамки на карпестот комплекс, мора да се третираат податоците во рамки на одредениот простор, што претставува и примена на 3D метода. Примената на Кирхоф-овата постапка на миграција во 2D подрачјето врши собирање на амплитудите долж хиперболата, а збирната вредност се нанесува во точките на максимумот од хиперболата. Кривата која се собира претставува одраз на точкастиот дифрактор во системот време-растојание. Кога се работи за 3D модел на сеизмичкиот одзив точкастиот дифрактор е хиперболоид. Миграцијата во тродимензионално подрачје претставува собирање на амплитуди во рамки на хиперболоидната површина (слика 7), а добиената вредност се поставува во максимумот на хиперболоидот.



Слика 7. Миграција во тродимензионално подрачје

Постапката, како што се гледа од сликата, се состои од две фази: прво точката се поместува во положба  $(x, 0, t_0)$ , а потоа поместувањето се врши по x-правецот, т.е. во конечна положба  $(0, 0, T_0)$ . Постапката на миграција се изведува во две фази. Претходно сеизмичките податоци се распоредуваат во мрежа на управувани линии. Потоа се обработува линијата во еден правец на пример исток-запад со користење на 2D миграција, а потоа се мигрира линија во другиот правец (север-југ). На овој начин сите податоци ќе бидат тродимензионално мигрирани. Оваа метода е точна при постојано константна брзина што не е случај ако брзината варира со длабочината.

### Комбинирана анализа на брзина и миграција

Тродимензионалната миграција може да се врши со комбинирана анализа на брзината. Оваа постапка е од исклучива важност за падот на границата при одредена брзина. Дифракцијата се елиминира со самиот процес на миграција.

Оваа метода се применува за закривени граници, и при постојаните структурни дисконтинуитети. Суштината на постапката се заснова на зависноста помеѓу точка  $P(x, z)$  добиената миграција во  $xz$  подрачјето и одговарачката крива  $S(x, t)$  во подрачјето од кое се изведени точките  $P(x, z)$ . Секоја точка во под површинскиот простор која може да се смета како точка на дифракција одговара на една крива  $S$  чиј облик зависи од распоредот на брзината над точка  $P$ .

Ако се мигрира истиот профил за двојно поголемо растјание помеѓу изворот и приемникот добиените слики нема да се совпаднаат доколку се користи не точна брзина. Одовде произлегува идејата дека точната брзина може да се добие со повторување на постапката на миграција со променета брзина на сите делови, додека не се добие соодветната мигрирана слика при две растојанија помеѓу изворот и приемникот.

Главни разлики помеѓу мигрираните граници за големи и мали растојанија помеѓу изворот

и приемникот е вертикалното поместување на соодветните граници долж временските оски.

Ако неколкуте вредности на брзината на овие разлики се нанесат на дијаграм, во зависност од брзината, може да се добие вистинската брзина на интерполационата крива.

## **ЗАКЛУЧОК**

Прикажаните методи се современ тренд на анализа на сеизмичките бранови, се со цел добивање што поточен модел на истражуваниот простор. За користење на овие модели потребни се повеќе канални инструменти посебно кај 3D испитувања

неопходно бара примена на соодветни софтверски пакети за анализа на добиените податоци и нивна интерпретација на нивните модели во истражуваниот простор.

## **ЛИТЕРАТУРА**

Dragašević T. Seismic Exploration, Belgrad, 1983.  
Foster M. R. and Guinzy N. J., The Coefficient of Coherence – its Estimation and Use in Geophysical Data Processing, Geophysics, 1967.  
French W. S., Two-dimensional and Three-dimensional Migration of Mode – Experiment Reflection Profiles, Geophysics, 1974.

Guvich I. I., Seismorazvedka, Nedra, Moskva, 1964.

Petkov N. Ivan, Obščata Geofizika, Čast I, Sofia, 1968.